

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL — FACULTÉ DES SCIENCES
CENTRE D'HYDROGÉOLOGIE

MÉTHODES MODERNES DE CALCUL DES DÉBITS ET DES RÉSERVES DES NAPPES D'EAU SOUTERRAINES

PAR

E. RECORDON

Ingénieur EPUL, privat-docent

Leçon inaugurale du cours de Dynamique des eaux souterraines
donnée le 13 décembre 1967

Tiré à part du « BULLETIN TECHNIQUE DE LA SUISSE ROMANDE »,
Nos 5 et 6 des 9 et 23 mars 1968

LAUSANNE

1968



MÉTHODES MODERNES DE CALCUL DES DÉBITS ET DES RÉSERVES DES NAPPES D'EAU SOUTERRAINES ¹

par M. E. RECORDON, ingénieur, privat-docent à la Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel, chargé de cours à l'EPUL

I. Introduction

L'exploitation de plus en plus intense des nappes d'eau souterraines par puits de pompage a conduit divers chercheurs à faire progresser la théorie des écoulements souterrains vers les ouvrages de captage. On assiste donc actuellement dans le domaine de l'hydrogéologie à un courant de recherches orienté vers les mathématiques, les nouvelles théories étant basées sur les lois de l'hydrodynamique et de l'hydraulique. Il est de plus en plus nécessaire que l'hydrogéologue soit à même de chiffrer les phénomènes, ceci en plus des très nombreuses connaissances qu'il doit posséder sur la géologie des eaux souterraines et qui relèvent des sciences naturelles.

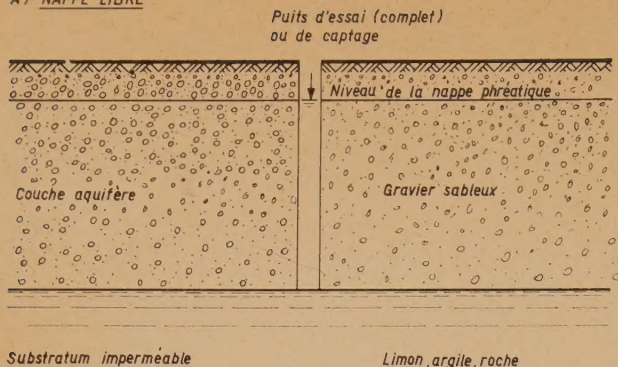
C'est la raison pour laquelle un cours sur la « dynamique des eaux souterraines » a été ouvert à Neuchâtel, dans le cadre des cours d'hydrogéologie, aux géologues qui désirent se spécialiser, en troisième cycle.

Si l'on veut exploiter une nappe, il faut déterminer les caractéristiques de la couche aquifère au point de vue de la dynamique des écoulements souterrains. Dans ce but on exécute, en plus des prospections géologiques, ce qu'il est convenu d'appeler des essais de pompage dans des puits construits spécialement à cet effet.

Il est évident que les essais de pompage ne donneront pas tous les éléments nécessaires pour fixer de manière raisonnable le débit exploitable et les réserves disponibles dans la nappe aquifère. En effet, si l'on veut éviter d'épuiser à longue échéance une nappe, il faudra qu'à certaines époques ses réserves puissent se reconstituer par son alimentation naturelle. La nappe aquifère devra donc être exploitée comme un réservoir qui se

¹ Leçon inaugurale du cours de « Dynamique des eaux souterraines », donnée à l'Institut de Géologie de Neuchâtel, le mercredi 13 décembre 1967.

A) NAPPE LIBRE



B) NAPPE CAPTIVE

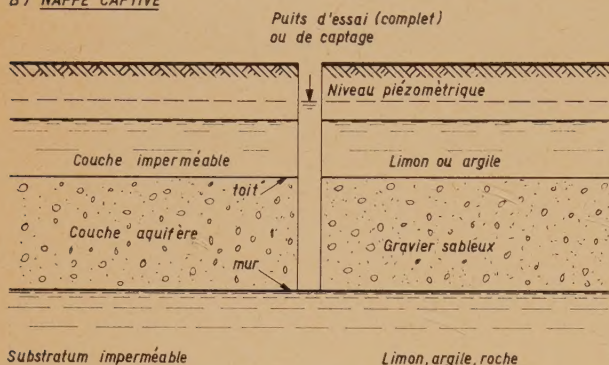


Fig. 1. — Puits complet dans une nappe libre (cas A) et dans une nappe captive (cas B).

vide lorsque les besoins en eau l'exigent et qui se remplit lorsque ces besoins diminuent ou que les précipitations sont abondantes. Les conditions d'alimentation de la nappe devront être connues, de même que son exutoire éventuel. Seule l'étude géologique complète de l'aquifère donnera ces indications.

La présente étude sera orientée uniquement vers l'interprétation des essais de pompage et nous laisserons délibérément de côté le problème spécifiquement géologique de l'alimentation et de l'exutoire de la nappe.

Nous examinerons tout d'abord quelles sont les théories qui permettent d'interpréter les résultats d'un essai de pompage, puis, dans une deuxième partie, nous montrerons comment se fait cette interprétation dans le cas particulier d'un essai de pompage, exécuté à Cressier.

Nous tenterons de montrer surtout quels sont les avantages des méthodes de calcul développées ces trente dernières années sous le nom de théorie des écoulements non permanents, ou régime de non-équilibre, par rapport à la théorie classique de Dupuit basée sur l'hypothèse d'un écoulement permanent et d'un régime d'équilibre.

II. Théories des écoulements vers les puits de captage

A. Écoulements permanents — Théorie de Dupuit

Rappelons tout d'abord quelques définitions :

On appelle *couche aquifère*, ou *aquifère*, une couche de sédiments dont les interstices sont suffisamment grands pour qu'elle soit perméable et que l'on puisse, par captage, en retirer un débit appréciable.

La couche aquifère est limitée vers le bas par une couche dont la perméabilité est beaucoup plus faible et

qui est appelée *substratum imperméable*. Elle est parfois limitée également vers le haut (cas B de la figure 1) par une couche peu perméable ; la nappe aquifère est alors en pression, elle est artésienne ; on dit qu'elle est *captive*. Dans le cas contraire, elle est *libre* (cas A de la figure 1).

Le forage ou puits de pompage est dit *complet* ou *parfait* s'il traverse entièrement la couche aquifère et atteint le substratum imperméable. Nous ne considérons dans la suite que ce type de puits.

La théorie la plus ancienne permettant de calculer la forme de la surface de dépression de la nappe, en fonction du débit pompé et de la perméabilité de l'aquifère, est celle qui fut établie par J. Dupuit vers 1860 environ [1] [2]. Cette théorie suppose que le régime d'écoulement est permanent, c'est-à-dire qu'après une durée de pompage à débit constant relativement courte, la surface de la nappe déprimée ne varie plus et le débit pompé est exactement compensé par l'alimentation de la nappe, selon une surface cylindrique de rayon R (fig. 2). Le débit d'alimentation est réparti également sur tout le pourtour du cylindre de rayon R , qui est appelé rayon d'action du puits et qui ne varie pas non plus au cours du temps.

Dupuit a fait quelques hypothèses simplificatrices pour établir les formules donnant le débit et la courbe de dépression :

- Il admet entre autres que l'on peut négliger la composante verticale des vitesses en regard de leur composante horizontale, ce qui suppose que le rabattement Δ de la nappe reste faible par rapport à l'épaisseur de l'aquifère.
- Il admet aussi que la loi de Darcy est applicable à l'aquifère et que le coefficient de perméabilité est le même dans toutes les directions et en tous points.

Cette théorie ne traduit évidemment pas ce qui se passe pendant les premières heures de pompage, durant lesquelles le niveau d'eau dans le puits s'abaisse très rapidement ; mais après cette période initiale, le niveau ne varie plus que très lentement ; c'est ce qui a conduit Dupuit à admettre qu'alors l'écoulement était quasi permanent. Ce changement de régime s'explique par le fait qu'au début, la dépression de la nappe ne se produit qu'au voisinage du puits et n'intéresse qu'une surface horizontale très faible ; dans cette première phase, le rayon de la zone déprimée, faible au début, augmente très rapidement. Il est certain alors que le débit pompé n'est pas compensé par l'alimentation. En revanche, après quelques heures, cette zone déprimée a un rayon de plusieurs dizaines de mètres, sa surface est grande, donc il suffit d'un abaissement très lent des niveaux pour compenser le débit pompé. Le rayon de la zone déprimée ne s'accroît plus que lentement. Dupuit admet que, dès cet instant, le rayon d'action ne varie plus, que la nappe ne s'abaisse plus et que le débit pompé, au lieu d'être prélevé sur l'eau de la nappe, est fourni entièrement par l'alimentation. La théorie de Dupuit ne traduit donc pas du tout ce qui se passe en régime transitoire, pendant les premières heures de pompage. Le fait d'admettre qu'à un moment donné l'écoulement transitoire devient permanent, mais sans que l'on puisse préciser à quel moment, fait apparaître le défaut de la théorie de Dupuit qui sera éliminé dans les théories nouvelles.

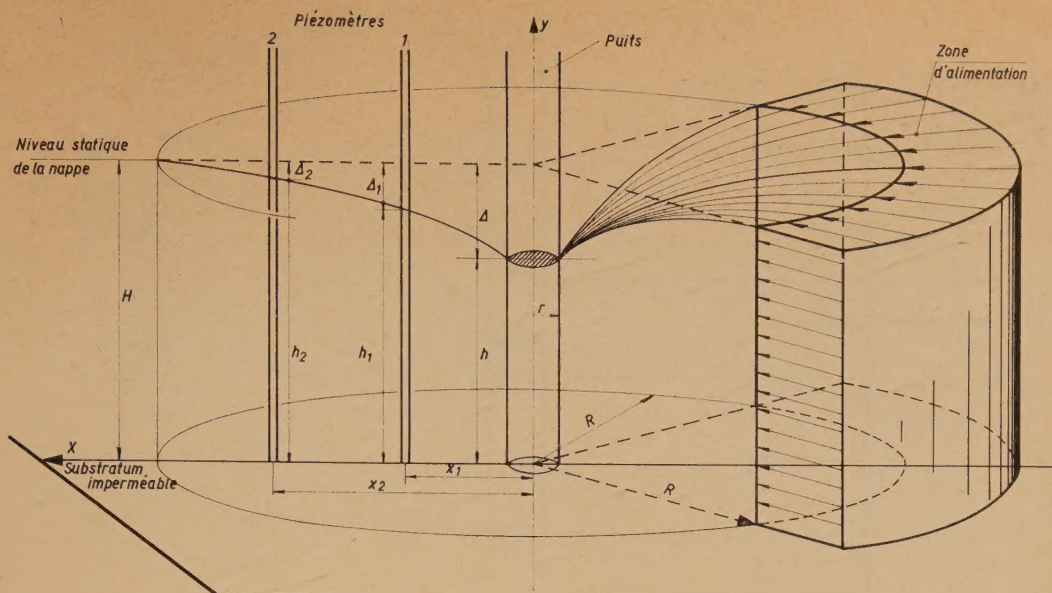


Fig. 2. — Ecoulement permanent vers un puits de captage ; pompage à débit constant. Hypothèses de la théorie de Dupuit.

Pour pouvoir utiliser la théorie de Dupuit, il faut connaître le rayon d'action R qui n'est pas mesurable. On lui attribue donc une valeur arbitraire qui varie de 60 m environ pour les sables fins à 150 m pour les graviers.

En 1906, Thiem a complété la théorie de Dupuit en montrant que, si l'on mesurait le rabattement de la nappe dans deux piézomètres situés à proximité du puits, il n'était plus nécessaire de faire intervenir dans le calcul le rayon d'action. La formule de Thiem est toujours basée sur l'hypothèse d'un écoulement permanent, mais elle a l'avantage de permettre la détermination du coefficient de perméabilité dans diverses directions rayonnantes autour du puits, à condition de placer dans chacune de ces directions deux piézomètres au moins.

Pour illustrer la théorie de Dupuit, prenons un exemple numérique (fig. 3) : supposons un puits de rayon $r = 1$ m foré dans une nappe libre d'épaisseur $H = 8$ m. Admettons que le rayon d'action $R = 100$ m et supposons que l'on ait mesuré le rabattement du niveau d'eau dans le puits $\Delta = 2,10$ m après quelques heures de pompage à débit constant $Q = 600$ l/min. Si l'on résout la formule de Dupuit donnée sur la figure 3 par rapport à k , on obtient

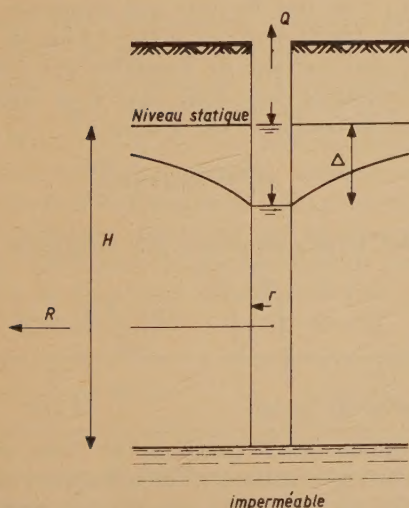
$$k = \frac{Q \cdot \log R/r}{1,366(2H - \Delta) \Delta}$$

Dans l'exemple numérique, $\log R/r = 2$, $Q = 0,01$ m³/sec., et l'on trouve $k = 5,10^{-4}$ m/sec.

Le coefficient de perméabilité étant connu, l'équation de Dupuit donne une relation entre Q et Δ qui est la

Caractéristique d'un puits

ÉCOULEMENT PERMANENT



Exemple numérique

Données : $R = 100$ m
 $r = 1$ m
 $H = 8,00$ m
 $k = 5,10^{-4}$ m/sec

$$Q = \frac{1,366 k (2H - \Delta) \Delta}{\log R/r}$$

$$Q = 20,5 (16 - \Delta) \Delta \text{ avec } \Delta \text{ en m}$$

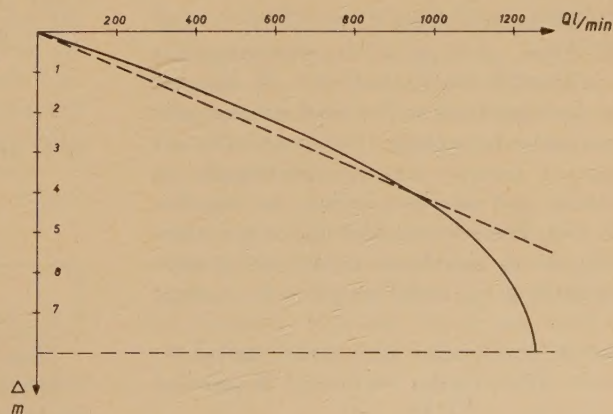
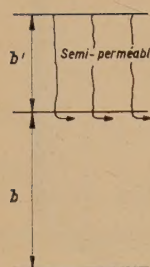


Fig. 3. — Exemple de calcul de la courbe caractéristique d'un puits : courbe débit — rabattement.

Théorie Hantush

(Couche semi-perméable, il y a "drainance")



Théorie de Theis

(Couche imperméable)

Niveau statique primitif

Imperméable

Couche aquifère

Substratum imperméable

Puits

Q

Surface piezométrique

Epoque t₁

Epoque t₂

Toit

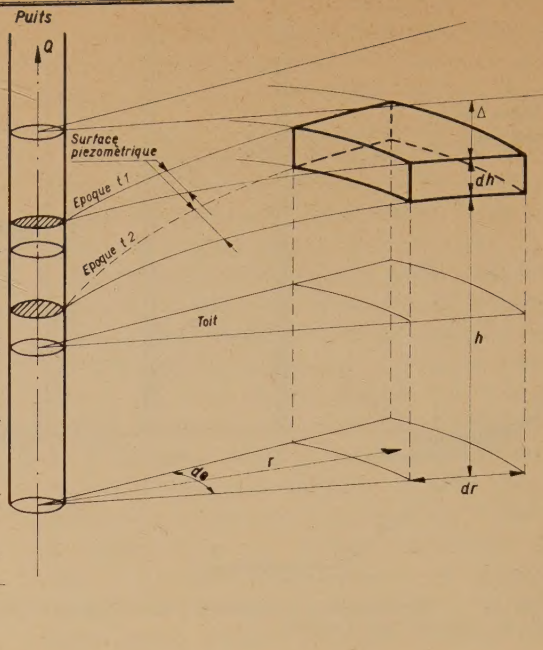


Fig. 4. — Ecoulement non permanent vers un puits de captage ; pompage à débit constant. Hypothèses des théories de Theis et de Hantush.

caractéristique du puits dans notre cas particulier $Q = 20,5 (16 - \Delta)\Delta$. Cette équation est représentée graphiquement par la courbe de la figure 3, et l'on constate que, lorsque le rabattement est inférieur à la moitié de l'épaisseur H de l'aquifère, le débit augmente à peu près linéairement, tandis que si le rabattement est plus grand, le débit augmente relativement peu.

La théorie de Dupuit permet aussi d'établir l'équation de la courbe de dépression, profil de la nappe déprimée.

Cette théorie donne donc trois éléments caractéristiques d'un puits de pompage :

1. Le coefficient de perméabilité de l'aquifère.
2. La caractéristique du puits, variation du débit en fonction du rabattement.
3. La courbe de dépression donnant la valeur du rabattement en fonction de la distance au puits.

Elle ne donne en revanche aucune indication sur les réserves de la nappe, ni sur l'évolution de la courbe de dépression au cours du temps.

B. Ecoulements non permanents — Théorie de Theis

Pour éliminer les inconvénients de la théorie de Dupuit, Charles V. Theis, géologue à l'Inspectorat géologique de l'administration des Etats-Unis¹ [3], imagina en 1935 d'écrire les équations de l'écoulement non permanent vers un puits de captage. Un écoulement est dit non permanent lorsque ses caractéristiques, sa vitesse, sa pression, par exemple, varient en fonction du temps. Pour cela, Theis a considéré une nappe aquifère captive d'épaisseur constante et de très grande étendue dans laquelle a été établi un puits de captage complet.

Pour résoudre ce problème, il faut écrire, puis intégrer les équations différentielles traduisant le principe

de continuité, la conservation de l'énergie et la loi de Darcy.

Theis a montré également que, dans le cas de la nappe libre, les équations sont les mêmes.

Nous ne donnerons pas ici le développement mathématique complet, ce qui serait trop long, mais voyons pourtant quelle est la forme de l'expression donnant le débit.

Supposons que le débit Q soit constant ; si l'alimentation de la nappe est nulle, le volume d'eau qui correspondra à ce débit sera celui qui est compris entre deux positions de la surface de l'aquifère déprimée. Considérons à une distance r du puits un élément de cette surface dont les dimensions sont $rd\theta$ et dr (fig. 4). Supposons que, pendant un espace de temps très court dt , compris entre les époques t_1 et t_2 , la surface de la nappe s'abaisse de dh . Le volume d'eau élémentaire qui s'écoulera du volume $rd\theta dr dh$ sera égal à $rd\theta dr dhS$. Dans cette expression, S est le coefficient d'emmagasinement ; c'est une fraction qui représente le volume d'eau libre, par rapport au volume total de l'élément, que l'on peut extraire de l'aquifère par pompage. Le débit élémentaire sera donc égal à ce volume d'eau, divisé par le temps dt . On a donc :

$$dQ = Sr d\theta dr \frac{\partial h}{\partial t}$$

et le débit total sera donné par l'intégrale :

$$Q = S \int_{r_0}^{\infty} \int_0^{2\pi} r \frac{\partial h(r, \theta, t)}{\partial t} d\theta dr.$$

r_0 : rayon du puits.

Remarquons que le problème de Theis, qui consiste à déterminer le rabattement de la nappe à une distance quelconque du puits et à une époque quelconque, est le même du point de vue mathématique que celui qui

¹ U. S. Geological Survey, Washington, D. C.

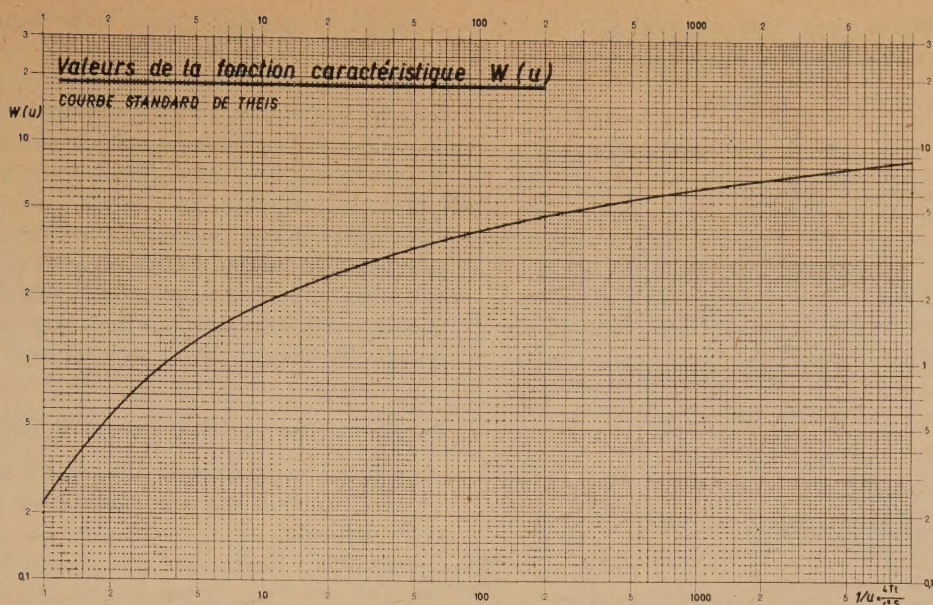


Fig. 5. — Courbe standard de Theis.

consiste à calculer la variation de la température en fonction du temps en un point quelconque d'une plaque mince au centre de laquelle on applique une source de chaleur constante et ponctuelle.

Cette analogie a facilité les travaux de Theis, qui a pu utiliser une méthode déjà établie.

Le calcul conduit à l'équation suivante :

$$\Delta = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du$$

$$\text{dans laquelle } u = \frac{r^2 S}{4 T t}$$

L'intégrale qui figure dans cette équation ne peut pas être calculée à l'aide des fonctions transcendentes élémentaires. Il faut avoir recours à un développement en série qui est le suivant :

$$W(u) = \int_u^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du = -0,5772 - \log_e u + \\ + u - \frac{u^2}{2 \cdot 2!} + \frac{u^3}{3 \cdot 3!} - \frac{u^4}{4 \cdot 4!} + \dots$$

La fonction $W(u)$ est appelée « fonction caractéristique » du puits ; on peut calculer une fois pour toutes sa valeur pour toute valeur de u au moyen du développement en série. Il existe des tables donnant les valeurs de $W(u)$ [4] [2] [6]. Dès lors, le problème est résolu à l'aide des deux équations suivantes qui donnent la valeur de Δ en fonction de r et t pour un débit Q et pour un aquifère caractérisé par sa transmissivité $T = kH$ (k : coefficient de perméabilité de Darcy — H : épaisseur de l'aquifère) et son coefficient d'emmagasinement S .

$$\Delta = \frac{Q}{4\pi T} \cdot W(u) \quad u = \frac{r^2 S}{4 T t}$$

Ce sont les équations de Theis qui permettent, comme nous le verrons plus loin, de déterminer les mêmes éléments que les équations de Dupuit, mais qui donnent

en plus l'évolution du rabattement de la nappe en fonction du temps et le coefficient d'emmagasinement qui caractérise les réserves en eau disponibles dans l'aquifère.

Les valeurs numériques de la fonction caractéristique $W(u)$ peuvent être données sous forme d'une courbe standard (fig. 5) que l'on dessine sur papier logarithmique en reportant en ordonnées $W(u)$ et en abscisse $1/u$ ou $\frac{4 T t}{r^2 S}$.

Pour préciser la signification des équations de Theis, reprenons l'exemple numérique que nous avons analysé plus haut par la méthode de Dupuit (chapitre II A et figure 3). Nous avons considéré un puits de 1 m de rayon, un aquifère de 8 m d'épaisseur, et le coefficient de perméabilité était égal à $k = 5 \cdot 10^{-4}$ m/sec. Dans ce cas, la transmissivité, qui est égale à $k.H$, vaut $T = 4 \cdot 10^{-3}$ m²/sec. Supposons que l'on ait déterminé le coefficient d'emmagasinement $S = 0,1$ (10 %) et voyons comment varie le niveau d'eau dans le puits au cours du temps ($r = r_0 = 1$ m).

Les équations de Theis dans ce cas deviennent :

$$\Delta = 20 Q W(u) \quad \text{avec } u = \frac{6,25}{t} \text{ ou } \frac{1}{u} = \frac{t}{6,25}$$

A toute valeur de t correspond une valeur bien définie de u , donc de $\frac{1}{u}$, et la courbe standard donne la valeur correspondante de $W(u)$. Pour un débit donné, par exemple de 300 l/min., ou 0,005 m³/s., la valeur du rabattement Δ peut donc être trouvée pour toute valeur de t . C'est ce qui se traduit par les courbes de la figure 6 (graphique supérieur).

Supposons maintenant que l'on veuille trouver, par la théorie de Theis, la courbe analogue à la caractéristique du puits dans la théorie des écoulements permanents, c'est-à-dire la variation du débit en fonction du rabattement. Il faudra choisir une valeur constante du temps, par exemple 1 jour ou 86 400 sec., à laquelle correspond

$$\frac{1}{u} = \frac{86\,400}{6,25} = 13\,824$$

Variation du niveau d'eau dans un puits en fonction du temps au cours de pompages à débits cts.

ÉCOULEMENT NON PERMANENT - EXEMPLE NUMÉRIQUE

Données: $S = 10\% = 0,1$ $\Delta = \frac{Q}{4\pi T} W(u) = 20 \cdot Q \cdot W(u)$ Δ en m/sec
 $r = 1\text{ m}$ $u = \frac{r^2 S}{4 T t} = \frac{6,25}{t}$ t en sec
 $T = K H = 4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{sec}$

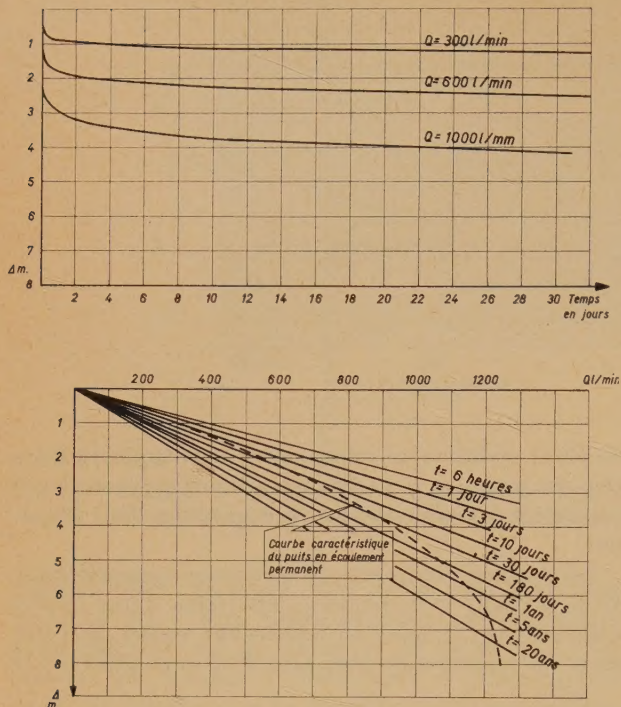


Fig. 6. — Exemple de calcul de la variation du niveau d'eau dans un puits au cours d'un pompage à débit constant (théorie de Theis).

et la courbe standard donne $W(u) = 9$. La première équation de Theis devient $\Delta = 180Q$. Elle se traduit par une droite sur le graphique inférieur de la figure 9. D'autres droites correspondront à une durée de pompage, $t = 3$ jours, 10 jours, etc.

A la courbe caractéristique calculée par l'équation de Dupuit et dessinée en traitillé sur le graphique de

la figure 6 correspond donc dans la théorie de Theis une famille de droites de moins en moins écartées à mesure que la durée de pompage t augmente. On remarque que la droite de Theis pour une durée de pompage de 10 jours est peu différente de la courbe de Dupuit pour les rabattements plus petits que 3 m (rabattements inférieurs aux 40 % de la puissance de l'aquifère). Si l'on impose la condition que le rabattement dans le puits ne doit pas dépasser 3 m par exemple, pour une durée de pompage de 20 ans le débit ne devra pas dépasser 500 l/min., alors que, si cette durée n'est que de 10 jours, le débit sera limité à 800 l/min.

C. Écoulements non permanents — Théorie de Hantush

Le succès remporté aux États-Unis par la théorie de Theis a conduit d'autres chercheurs à perfectionner cette méthode.

Vers 1955, M. S. Hantush [4] étendit la théorie de Theis au cas d'une nappe limitée vers le haut par une couche semi-perméable (fig. 4). Il y a donc un débit complémentaire qui alimente l'aquifère; ce débit est d'autant plus grand que la pression artésienne diminue sous l'effet d'un pompage plus intense. Schoeller propose de désigner en français ce phénomène par le terme de « drainance ». Hantush introduit le facteur de drainance

$$B = \sqrt{\frac{k}{k'}} bb' \quad (\text{fig. 4})$$

pour caractériser la perméabilité relative de la couche supérieure et de l'aquifère. Il a donné l'équation des nouvelles courbes standard. La fonction caractéristique dépend alors de u et de r/B .

Cette fonction peut être représentée graphiquement (fig. 7) par une famille de courbes. Remarquons que, si r/B devient très petit, c'est que B est très grand et que k' est très petit; on tend vers le cas de la théorie de Theis et la valeur $r/B = 0$ correspond à la courbe de Theis.

Enfin, en 1960, Hantush [5] a encore généralisé sa théorie en faisant intervenir la perméabilité du substratum et les coefficients d'emménagement du toit et du substratum. Nous ne pouvons pas décrire ici ces nouveaux développements.

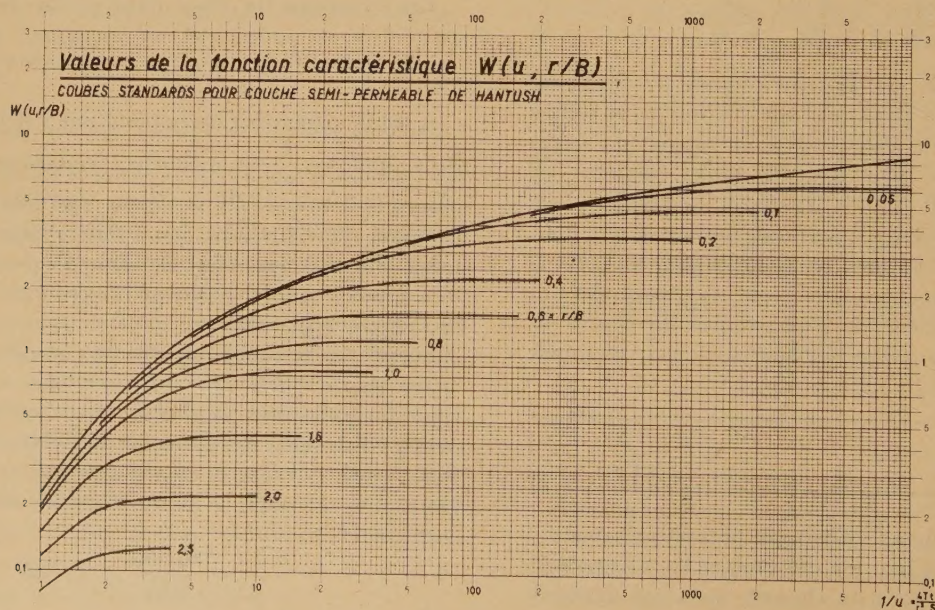


Fig. 7. Courbes standard de Hantush.

III. Application des théories de Dupuit et de Theis au cas de l'essai de pompage de Cressier

A. L'essai de pompage de Cressier

En 1931, la commune de Cressier a construit un premier puits de captage à une centaine de mètres de la gare, côté plaine (fig. 8).

En 1960, les besoins en eau ayant augmenté, la commune étudia la possibilité d'exploiter la nappe souterraine dans une deuxième station plus à l'ouest, en construisant un nouveau puits de captage. Elle confia à M. le professeur Burger la tâche de diriger les recherches géologiques. Les travaux de forage et d'établissement du puits d'essai et des puits d'observation, ou piézomètres, furent confiés à l'entreprise Grundwasserbauten AG., de Berne. Les essais de pompage furent également suivis par M. Irmin Lévy, ingénieur à Delémont, qui étudiait le réseau d'alimentation en eau pour la commune.

L'emplacement qui paraissait géologiquement favorable est situé au sud de la localité de Cressier, à proximité immédiate des voies ferrées ; il se trouve sensiblement à égales distances, 500 m environ, de la Vieille Thielle et du pied du coteau bordant la plaine, et entre deux ruisseaux, à 400 m environ du Mortruz et à 280 m du Ruhaut. La surface du terrain est en très faible pente en direction de la plaine (fig. 9).

Au point de vue géologique, la nature des sols a été reconnue à l'aide de deux forages et de prospections électriques.

La carte des résistivités électriques (fig. 10) montre que l'on est en présence probablement d'un cône de déjection d'un ancien torrent descendant du Jura. La forme incurvée des courbes d'équirésistivité montre aussi que le puits d'essai est situé sensiblement au centre de ce cône. On peut admettre qu'une certaine alimentation de la nappe se fait par le nord-ouest, par-dessous la voie ferrée. Ce qui est confirmé d'ailleurs par le fait que la surface de la nappe souterraine marque une pente générale d'environ 1‰ en direction de la plaine. La nappe, en l'absence de pompage, s'écoule vers la plaine à une vitesse de l'ordre de 10^{-6} m/sec. ou 0,06 mm/sec., le coefficient de perméabilité étant de l'ordre de 10^{-3} m/sec. Si la largeur du front intéressant la zone de captage est de 50 m, par exemple, et que la puissance de la nappe est de 6 m, la section d'écoulement est de 300 m². Le débit d'alimentation est donc de l'ordre de 18 l/min.

La résistivité décroît lorsque l'on s'éloigne du puits côté plaine, c'est signe que les sols deviennent plus fins, donc moins perméables, ce qui est confirmé par le sondage 7.

La station d'essai (fig. 10) qui a été construite pour les essais de pompage est composée d'un puits complet n° 9 atteignant la couche de sable inférieure, et de neuf piézomètres (nos 1 à 8 et 10) pour la mesure des niveaux de la nappe, à des distances de 2,50 m,

5 m, 30 m et 100 m environ du puits de pompage. Les piézomètres 1 à 6 sont disposés selon trois axes rayonnant à partir du puits.

Le forage n° 9 (fig. 14) a montré la présence, dès 0,80 m de profondeur et jusqu'à 8,30 m, de gravier jaune sableux d'origine jurassique. Au-delà de 8,30 m se trouve une couche de sable beaucoup moins perméable que nous considérerons comme le substratum. Le niveau de l'eau souterraine est variable : le 26 juillet 1961, au début des essais, il se trouvait à 1,90 m de profondeur. Trois mois plus tard, après l'exécution de plusieurs essais de pompage, il était descendu à 2,70 m, soit de 80 cm.

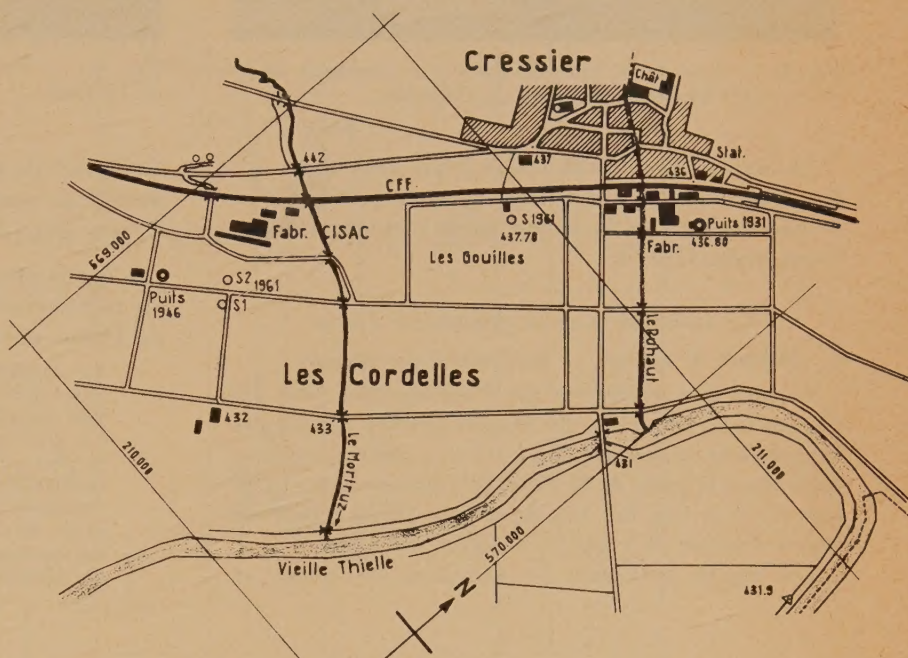


Fig. 8. — Plan de situation de Cressier.

Le puits de pompage est constitué d'un tuyau perforé de 30 cm de diamètre introduit dans un forage de 60 cm et entouré d'une couche de gravier filtrant de 15 cm d'épaisseur. Les piézomètres sont des tubes métalliques de 2' perforés dès 2 m de profondeur et placés dans des forages de 102 mm de diamètre. Ils descendent jusqu'à 5,5 m de profondeur.

Les essais de pompage ont comporté trois phases :

Essai 1 : du 7 au 11 août

Il fut de courte durée pour chaque débit et permit de déterminer une première caractéristique du puits et son rendement.

La figure 12 montre la durée de pompage pour chaque débit et l'évolution du niveau d'eau dans le puits. Lors de cet essai, les piézomètres n'étaient pas encore placés.

Essai 2 : du 7 au 30 septembre

Il fut de longue durée, mais toujours sans piézomètres ; débit de 400 l/min. pendant 10 jours, puis débit de 600 l/min. pendant 13 jours. Remarquons que le volume d'eau pompé pendant cet essai atteint 17 000 m³. Il est probable qu'une grande partie de ce volume a été prélevée sur les réserves de la nappe et n'a pas été compensée par l'alimentation.

Essai 3 : du 24 octobre au 11 novembre

Il fut de longue durée, avec des débits de 300 l/min. pendant 3 jours et de 600 l/min. pendant 12 jours. Pendant cet essai, les niveaux d'eau ont été mesurés dans tous les piézomètres ; ils sont donnés à la figure 13.

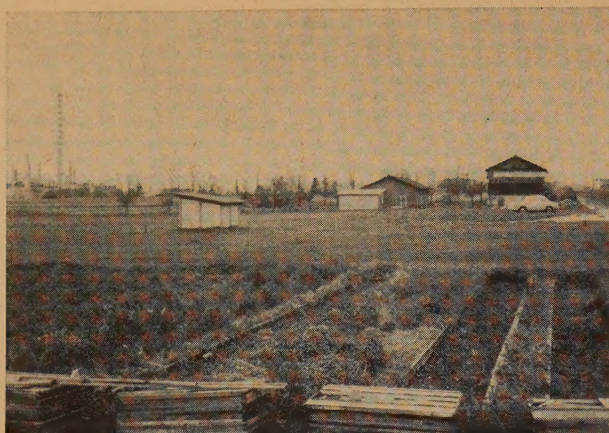


Fig. 9. — Vue de la nouvelle station de pompage, construite après les essais. Au fond, la raffinerie.

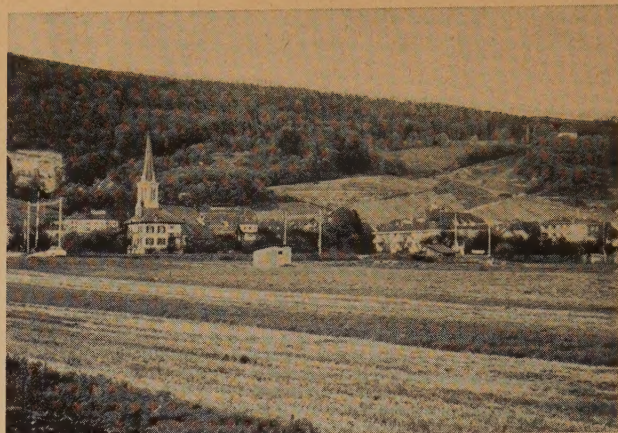


Fig. 11. — Vue de la station de pompage et du village de Cressier.

Ce sont les résultats de l'essai 3 que nous allons utiliser pour calculer le coefficient d'emménagement et la transmissivité de la nappe, par la méthode de Theis (paragraphe III B 2).

B. Interprétation des résultats de l'essai

1. Méthode de Dupuit — écoulements permanents

Lorsque l'on ne dispose pas d'observations dans des piézomètres, l'équation de Dupuit permet de calculer le coefficient de perméabilité k si l'on connaît le rabattement dans le puits Δ , le débit Q , l'épaisseur de l'aquifère H , et si l'on fait une hypothèse sur la valeur du rayon d'action R . r est ici le rayon du puits.

Les calculs faits pour les débits de 300 l/min. et

500 l/min. de l'essai 1, en admettant un rayon d'action de 120 m, nous ont donné respectivement :

$$k = 9,10^{-4} \text{ m/sec. et } k = 7,4 \cdot 10^{-4} \text{ m/sec.}$$

L'exploitation des résultats des mesures faites dans les piézomètres lors de l'essai 3, à l'aide de la formule de Thiem, permet de faire les constatations suivantes :

- Le coefficient de perméabilité est toujours compris entre $8,10^{-4}$ et $12,10^{-4}$ m/sec., quelle que soit la direction considérée et quel que soit le temps.
- La plus grande valeur correspond à la direction 1-2, la plus petite à la direction 5-6, ce qui confirme les indications données par les sondages géoélectriques (résistivité de 130 Ω m au voisinage du piézomètre 2 et de 90 Ω m dans la région du piézomètre 6).
- Le coefficient de perméabilité augmente dans toutes les directions entre le début et la fin du pompage.

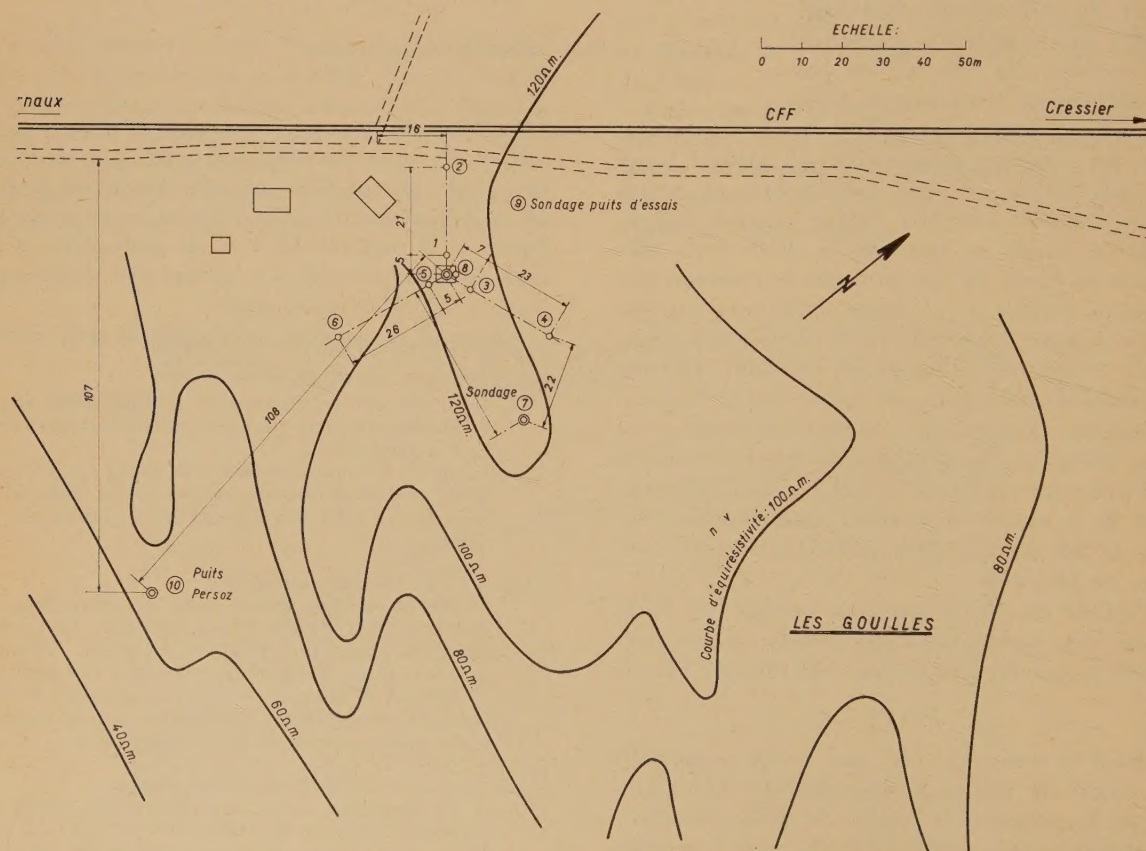


Fig. 10. — Courbes d'équirésistivité et position du puits d'essai et des piézomètres.

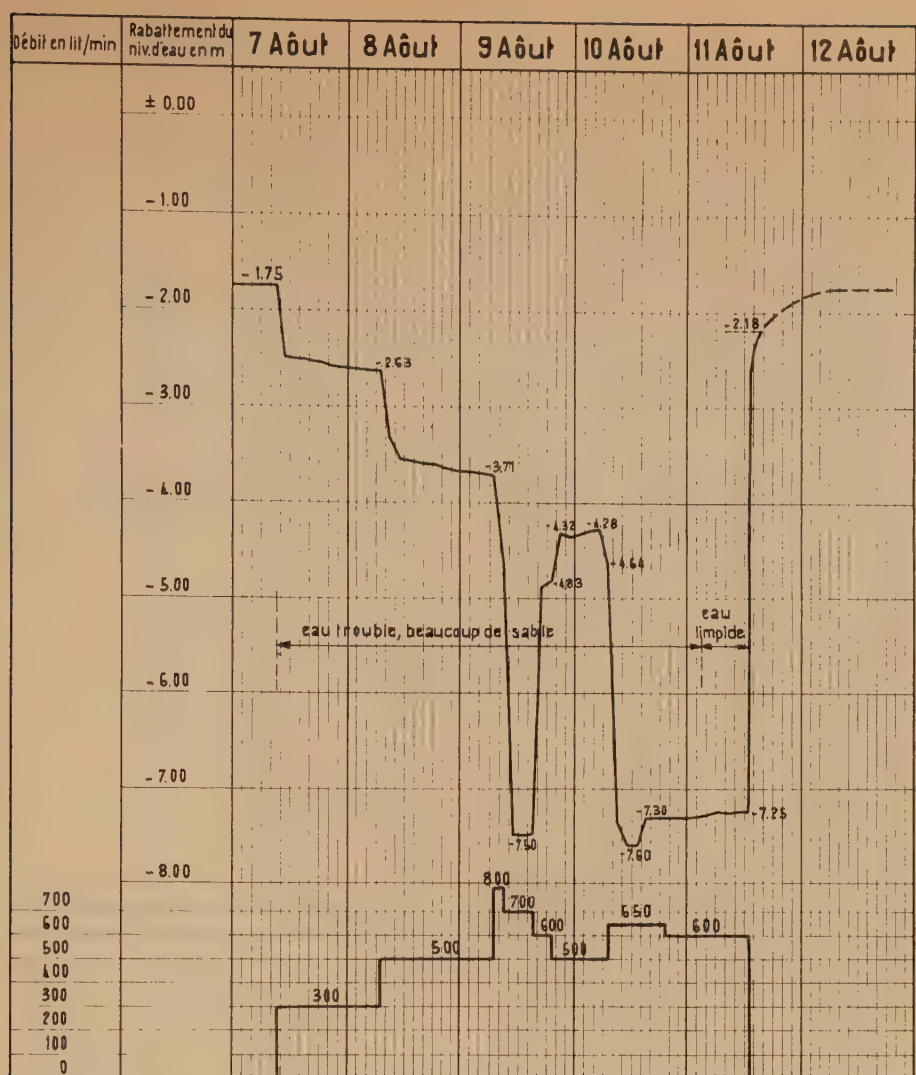


Fig. 12. — Première phase des essais de pompage. Niveau d'eau dans le puits en fonction du temps et du débit pompé.

Résultats de l'essai 3

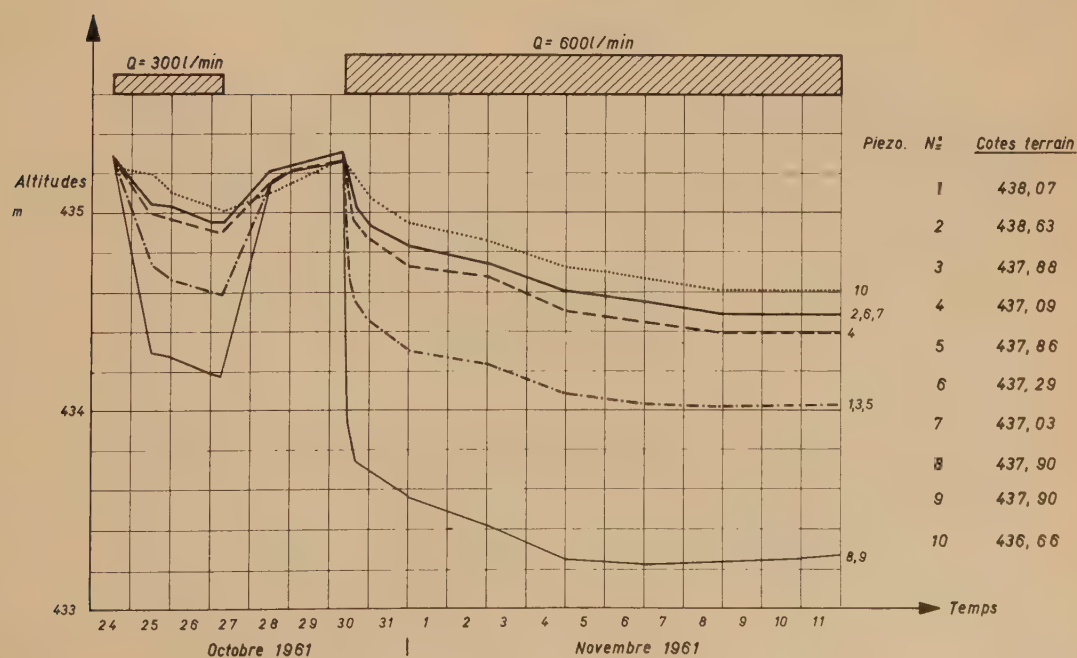


Fig. 13. — Troisième phase des essais. Niveau d'eau dans le puits et dans les piézomètres en fonction du temps.

Connaissant le coefficient de perméabilité, la théorie de Dupuit permet alors de calculer la courbe caractéristique du puits. La figure 15 donne deux courbes calculées pour les deux valeurs de $k = 8.10^{-4}$ et 10.10^{-4} m/sec., ainsi que la caractéristique correspondant aux mesures de l'essai 1. On remarque que la notion de caractéristique est liée directement à la valeur de k , puisque le débit est proportionnel à k , et que de faibles variations de k (20 %) conduisent à la même variation de Q .

La théorie de Dupuit permet aussi, connaissant k , de calculer la courbe de dépression pour un débit donné. La figure 15 donne deux de ces courbes pour les débits de 300 l/min. et 600 l/min.

2. Méthode de Theis — écoulements non permanents

Que l'on dispose ou non de piézomètres, les équations de Theis permettent de déterminer le coefficient d'emménagement S , la transmissivité $T = kH$ à partir des mesures de niveaux faites au cours du temps pendant l'essai de pompage, à condition que le pompage à débit constant dure suffisamment longtemps, c'est-à-dire *plusieurs jours*.

La courbe des niveaux d'eau mesurés dans un piézomètre quelconque en fonction du temps permet de déterminer une valeur de S et de T relative à la zone comprise entre ce piézomètre et le puits.

Deux méthodes graphiques peuvent être utilisées pour la détermination des coefficients T et S :

La *méthode de la courbe standard*, figure 16 [6], consiste à reporter sur papier logarithmique les résultats de l'essai : en ordonnée le rabattement Δ et en abscisse le temps. Imaginons que l'on ait tracé sur papier logarithmique transparent la courbe standard de Theis (en ordonnée $W(u)$ et en abscisse $1/u$), il sera possible de superposer un certain tronçon de la courbe standard à la courbe expérimentale. Nous justifierons plus loin ce fait.

Dans la zone de superposition, on peut alors choisir un point quelconque ; ce point définit une paire de valeurs numériques correspondantes de Δ et $W(u)$ (ordonnées du point) que l'on peut introduire dans la première équation de Theis, ce qui permet de calculer T . Le point choisi sur la courbe définit aussi une paire de valeurs de t et $1/u$ (abscisses du point sur chaque courbe) qui, introduites dans la deuxième équation de Theis avec la valeur de T déjà calculée, donnent S .

Nous disons plus haut que toute courbe expérimentale $\Delta = f(t)$ peut être superposée à la courbe standard. Cela résulte de la structure des équations de Theis :

$$\Delta = \frac{Q}{4 \pi T} \cdot W(u) \qquad u = \frac{r^2 S}{4 T t} \text{ ou } t = \frac{r^2 S}{4 T} \cdot \frac{1}{u}$$

qui, écrites sous forme logarithmique, deviennent :

$$\log \Delta = \log W(u) + \log \frac{Q}{4 \pi T}$$

$$\log t = \log \frac{1}{u} + \log \frac{r^2 S}{4 T}$$

Les variables $\log \Delta$ et $\log t$ sont identiques aux variables $\log W(u)$ et $\log 1/u$, à un facteur additif constant près. Si $\log W(u)$ varie en fonction de $\log 1/u$ selon

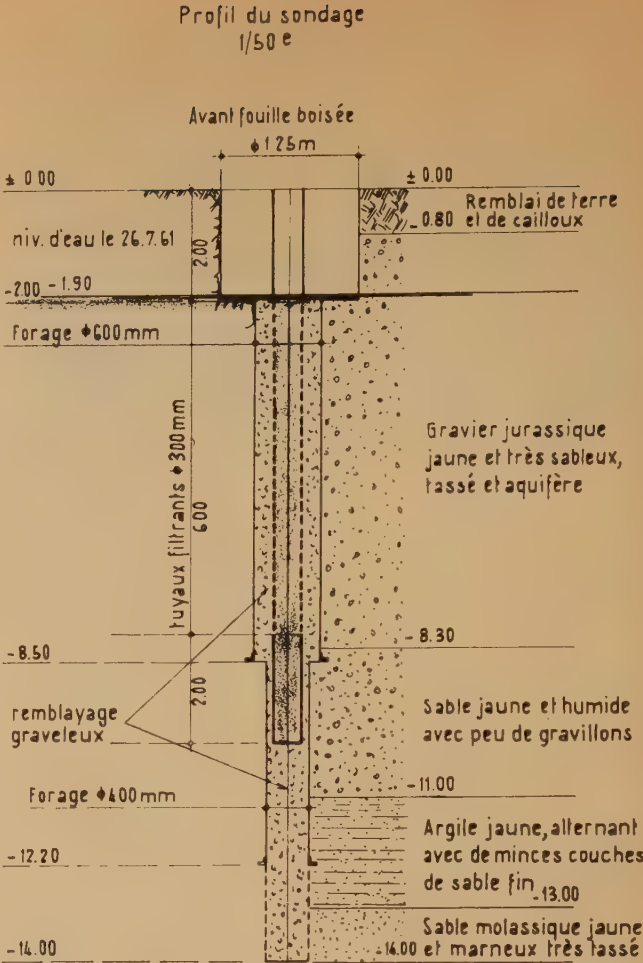


Fig. 14. — Coupe du puits d'essai.

une certaine loi, cette loi sera la même pour $\log \Delta$ en fonction de $\log t$. Les deux courbes auront même forme et une simple translation dans les deux directions parallèles aux axes de coordonnées permettra de superposer les courbes expérimentales et la courbe standard.

Il faut remarquer que, dans le cas de Cressier, les courbes tracées à partir des mesures se superposent très exactement à la courbe standard de Theis. Cela est dû au fait que l'aquifère est suffisamment homogène et suffisamment perméable sur toute sa hauteur, puisqu'il est constitué de gravier peu sableux jusqu'au niveau supérieur de la nappe souterraine. S'il y avait eu dans la partie supérieure une couche très sableuse, donc moins perméable, on aurait observé des rabattements moins rapides, les courbes auraient été plus plates dans leur partie droite et n'auraient plus été superposables à la courbe de Theis ; il aurait alors fallu utiliser les courbes standard de Hantush, ce qui n'a pas été nécessaire dans le cas que nous examinons.

En 1946, C. E. Jacob, également géologue de l'Inspectorat géologique des Etats-Unis, a proposé une méthode simplifiée pour déterminer le coefficient d'emménagement et la transmissivité.

Cette *méthode d'approximation* [6] consiste à négliger tous les termes qui suivent le deuxième du développement en série de la fonction caractéristique, et à ne conserver que les deux premiers, — 0,5772 et — $\log_e u$; cela n'est possible que si u est suffisamment petit et

Régime d'équilibre

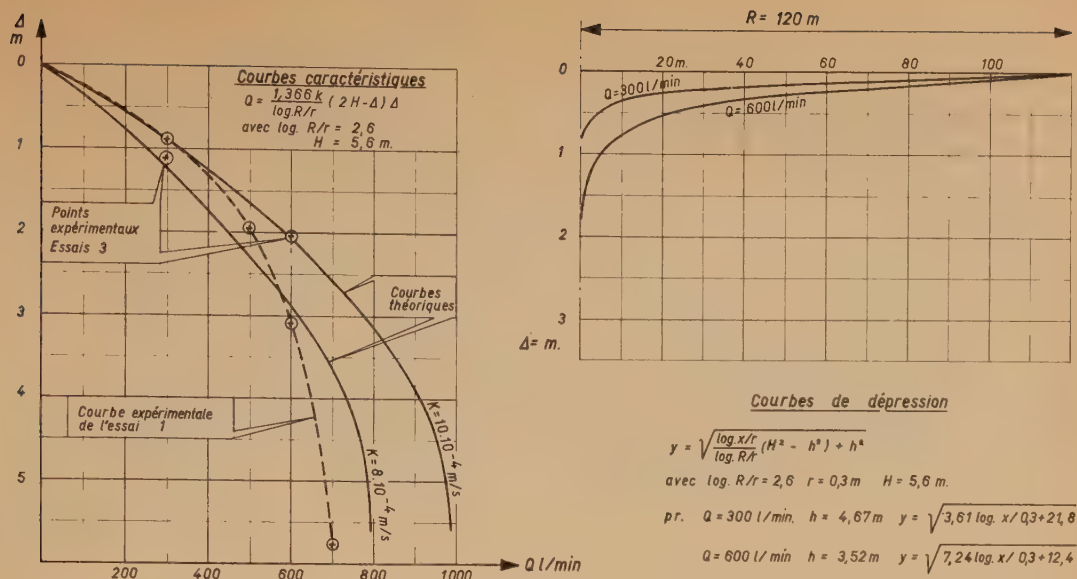


Fig. 15. — Théorie de Dupuit — écoulement permanent. Courbe caractéristique et courbes de rabattement de l'essai de Cressier.

qu'il devient négligeable par rapport à son logarithme. On peut admettre que u doit être $< 0,01$.

La méthode consiste à reporter sur papier semi-logarithmique (fig. 17) : les rabattements mesurés, en ordonnée et en échelle arithmétique, et le temps en abscisse en échelle logarithmique. On remarque alors que les points s'alignent sensiblement selon des droites. La figure 17 montre que cette remarque est surtout bien vérifiée pour les piézomètres 1, 3, 5, qui se trouvent très près du puits ; elle l'est un peu moins bien pour les piézomètres 2, 4, 6, 7, situés à une trentaine de mètres, et encore moins pour le piézomètre 10, situé à 100 mètres. Cela est logique, puisque $u = \frac{r^2 S}{4 T t}$,

u ne peut être petit que pour de faibles valeurs de r (ou pour de grandes valeurs de t). La méthode de Jacob n'est donc utilisable que pour interpréter les résultats des piézomètres voisins du puits.

Pour calculer T et S , on utilise les valeurs caractéristiques t_0 , abscisse de la droite pour $\Delta = 0$ et la pente a de la droite. Ces deux grandeurs sont lues sur le graphique.

Les équations suivantes justifient ce fait. On peut écrire :

$$\Delta = \frac{Q}{4\pi T} \cdot W(u) = \frac{Q}{4\pi T} (-0,5772 - \log_e u)$$

comme $\log_e 1,78 = 0,5772$

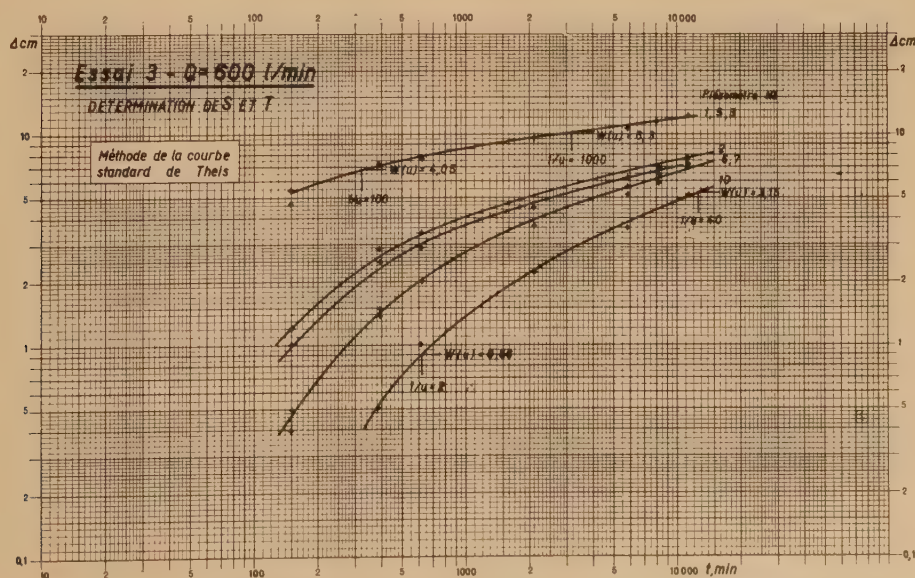


Fig. 16. — Interprétation des résultats des essais de Cressier par la méthode de la courbe standard de Theis.

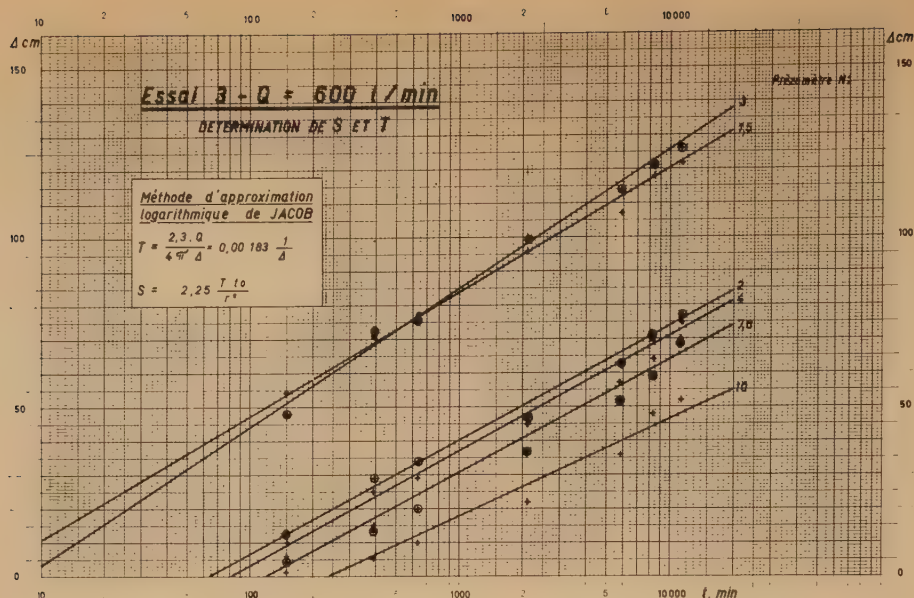


Fig. 17. — Interprétation des résultats des essais de Cressier par la méthode d'approximation de Jacob.

$$\Delta = \frac{Q}{4\pi T} \log_e \frac{1}{1,78 u} = \frac{2,3 Q}{4\pi T} \log_{10} \frac{4 T t}{1,78 r^2 S}$$

$$\Delta = \frac{2,3 Q}{4\pi T} \log_{10} t + \frac{2,3 Q}{4\pi T} \log_{10} \frac{4 T}{1,78 r^2 S}$$

équation de la droite de pente : $a = \frac{2,3 Q}{4\pi T}$

$$T = \frac{2,3 Q}{4\pi} \cdot \frac{1}{a} = 0,183 \frac{Q}{a}$$

pour $\Delta = 0$ $t_0 = \frac{1,78 r^2 S}{4 T}$

$$S = \frac{2,25 T}{r^2} t_0.$$

Ces deux dernières formules permettent donc de calculer T et S à l'aide de t_0 et a tirées du graphique.

Examinons maintenant quelles sont les valeurs numériques que nous avons obtenues pour la transmissivité et le coefficient d'emmagasinement par ces deux méthodes ; dans le cas de Cressier, le tableau ci-dessous donne les valeurs moyennes :

Piézomètres n°	T m²/s		S %	
	Theis	Jacob	Theis	Jacob
1, 3, 5	0,00483	0,00479	14,8	13,9
2, 4, 6, 7	0,00486	0,00542	8,6	6,9
10	0,00479	0,00631	3,3	1,7
8	—	—	—	1,1

En ce qui concerne la transmissivité, les valeurs obtenues par la méthode de Theis, quel que soit le piézomètre considéré, sont sensiblement les mêmes,

alors que la méthode de Jacob fait apparaître des valeurs trop grandes pour les piézomètres éloignés : 2, 4, 6, 7, 10.

Si l'on admet une puissance de l'aquifère de 5,60 m, on trouve que $k = \frac{T}{H} = \frac{0,0048}{5,6} = 8,6 \cdot 10^{-4}$ m/sec., alors que nous avons trouvé, avec la méthode de Dupuit, $k = 8 \cdot 10^{-4}$ à $12 \cdot 10^{-4}$ m/sec.

Les valeurs du coefficient d'emmagasinement décroissent à mesure que l'on s'éloigne du puits ; cela confirme les résultats des prospections électriques.

La connaissance de ces valeurs numériques permettent d'écrire les deux équations de Theis pour le puits de Cressier :

$$\Delta = 16,5 Q \cdot W(u)$$

pour $S = 14,8 \%$ (pour $S = 3,3 \%$)

$$u = 7,71 \cdot \frac{r^2}{t} \quad \left(u = 1,72 \frac{r^2}{t} \right)$$

Ces deux équations permettent de connaître le rabattement à toute distance du puits et à toute époque au cours d'un pompage à débit constant Q . Elles font intervenir le coefficient d'emmagasinement, donc les réserves de la nappe, et permettent de prévoir quel serait le rabattement à longue échéance, par exemple plusieurs mois ou plusieurs années de pompage.

La figure 18 donne les droites caractéristiques du puits de Cressier pour cinq durées de pompage comprises entre 1 jour et 20 ans. Elle représente aussi les profils de la nappe aquifère déprimée. Les lignes pleines correspondent à un coefficient d'emmagasinement $S = 14,8 \%$, alors que les lignes traitillées correspondent à $S = 3,3 \%$. La valeur du rabattement change peu lorsque le coefficient d'emmagasinement varie de $14,8 \%$ à $3,3 \%$. (Pour une nappe captive, les valeurs du coefficient d'emmagasinement sont fréquemment de l'ordre de $0,01 \%$.)

La courbe de dépression réelle serait comprise entre les lignes pleines et traitillées ; elle serait voisine de

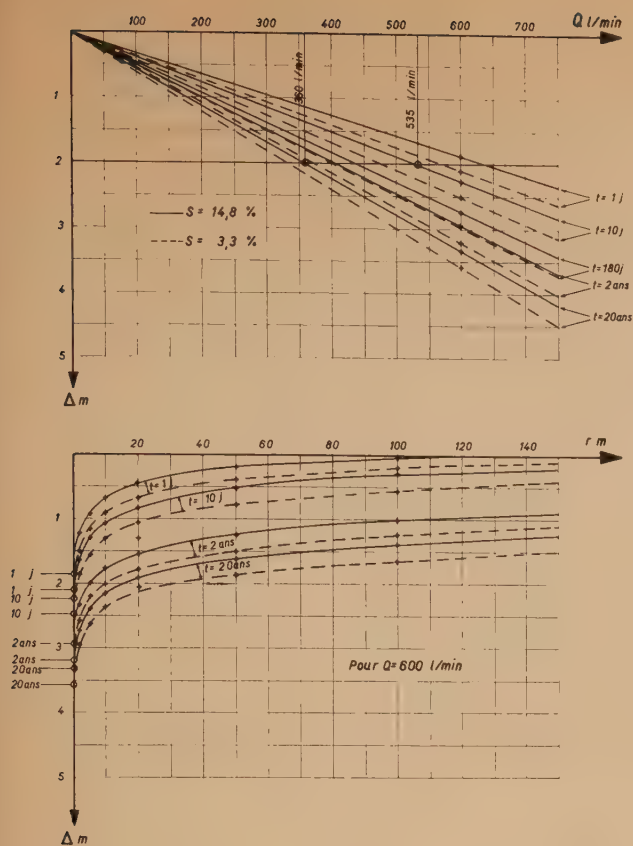


Fig. 18. — Puits d'essai de Cressier : droites caractéristiques $\Delta = f(Q)$ et courbes de dépression $\Delta = f(r)$.

la ligne traitillée pour les points éloignés du puits de pompage et voisine de la ligne pleine au voisinage de ce puits.

Il serait facile également de dessiner pour une valeur quelconque de r les courbes donnant le rabattement en fonction du temps $\Delta = f(t)$.

Remarquons que la théorie de Theis permet aussi d'interpréter les courbes de variation du niveau d'eau dans le puits en fonction du temps après achèvement du pompage (courbes de remontée). Ces courbes donnent des indications sur la rapidité avec laquelle les réserves de la nappe se reconstituent, donc sur le débit d'alimentation de la nappe. Elles n'ont pas été relevées dans le cas Cressier.

IV. Conclusions

Les droites caractéristiques de la figure 18 montrent que si le rabattement dans le puits de pompage est limité à 2 m (environ 30 % de la puissance de l'aquifère), le débit ne doit pas dépasser 535 l/min. pour une durée de pompage de 1 jour, ou 360 l/min. pour une durée de pompage de 20 ans. Il faut éviter des rabattements trop importants auxquels correspondent l'apparition de « zones de suintement » sur les parois du puits.

On pourrait donc, à Cressier, exploiter le puits avec

un débit de 350 l/min., même si la durée de pompage à débit constant est très longue.

* * *

Etant donné que le problème théorique de l'écoulement non permanent vers un puits de captage est résolu et que les courbes standard existent, ramenant ce problème compliqué à la résolution des deux équations de Theis qui sont particulièrement simples, il n'y a plus avantage à interpréter les essais de pompage à l'aide des équations de Dupuit. Les méthodes de Theis et de Hantush rendent mieux compte des phénomènes réels des écoulements, elles fournissent les mêmes éléments que la théorie de Dupuit et, en plus, permettent d'estimer les réserves de la nappe et son rabattement à longue échéance ; il faut donc recommander à tous les hydrogéologues d'interpréter les essais de pompage par ces méthodes modernes.

* * *

Nous remercions le Conseil d'Etat du canton de Neuchâtel et les autorités universitaires neuchâteloises, qui nous ont autorisé à présenter le cours de « Dynamique des eaux souterraines », et très particulièrement MM. les professeurs Jean-Paul Schaer et André Burger, qui ont appuyé notre candidature. Notre reconnaissance va aussi aux autorités universitaires vaudoises, et spécialement à M. le professeur Daniel Bonnard, directeur des Laboratoires d'hydraulique et de géotechnique de l'EPUL, qui nous ont encouragé à accepter cet enseignement.

Cette collaboration établie entre deux instituts appartenant à deux universités romandes permet un échange d'idées et d'expériences très fructueux. Nous souhaitons que de telles occasions se multiplient et que d'autres en bénéficient.

BIBLIOGRAPHIE

- [1] H. SCHOELLER (1962) : *Les eaux souterraines*, 642 p., 187 fig. Masson & Cie.
- [2] G. CASTANY (1963) : *Traité pratique des eaux souterraines*, 657 p., 440 fig. Dunod.
- [3] CHARLES V. THEIS (1935) : *The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage*. Transactions, american geophysical union, 1935, p. 519-524, vol. 16.
- [4] M. S. HANTUSH and C. E. JACOB (1955) : *Nonsteady radial flow in an infinite leaky aquifer*. Transactions, american geophysical union, 1955, p. 95-112, Vol. 36. M. S. HANTUSH (1956) : *Analysis of data from pumping tests in leaky aquifers*. Transactions, american geophysical union, 1956, p. 702-714, Vol. 37.
- [5] M. S. HANTUSH (1960) : *Modification of the theory of leaky aquifers*. Journal of geophysical research, 1960, p. 3713-3725, Vol. 65.
- [6] R. J. M. DE WIEST (1965) : *Geohydrology*, 366 p., 188 fig. John Wiley and Sons, Inc.

